印度河流域气温、降水、蒸发及干旱变化特征①

赵建婷[1]， 王艳君[1]， 苏布达[1,2,3]， 陶 辉[3]， 姜 彤[1,2]

（1 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同中心/灾害风险管理研究院/地理科学学院，江苏 南京 210044；
2 中国气象局国家气候中心，北京 100081；
3 中国科学院新疆生态与地理研究所荒漠与绿洲生态国家重点实验室，新疆 乌鲁木齐 830011）

摘 要：基于印度河流域及周围54个地面气象站气温、降水资料，结合CRU气温和GPCC降水全球格点化陆面再分析资料，通过插值构建了一套0.5°×0.5°分辨率1980—2016年逐月格点数据集。采用Thornthwaite方法计算了潜在蒸散发，基于标准化降水蒸散指数（*SPEI*），探讨了印度河流域气候变化及干旱演变特征。结果表明：（1）1980—2016年，印度河流域年平均气温以0.30 ℃·(10 a)$^{-1}$的速率呈显著上升趋势，21世纪初增温幅度最大；干季（11月～次年4月）升温速率较快，达0.36 ℃·(10 a)$^{-1}$，湿季（5～10月）增速0.25 ℃·(10 a)$^{-1}$。年降水量呈现少雨—多雨—少雨—多雨年代际振荡。伴随着持续升温，年和各季的潜在蒸发量增加显著。干季干旱频率较多，但湿季干旱强度高，各季干旱频率与降水呈现较一致的年代际波动；干旱的影响面积在干季呈现微弱地增加趋势，湿季却略有减少趋势。（2）空间上，除西北局部，流域其他区域的年和季平均气温、潜在蒸发量增加趋势显著，均达到95%置信水平。其中南部平原和东北山区升温幅度较高，南部平原区潜在蒸发量增加也较大。新德里到喀布尔的东南至西北带状区域的年和湿季降水量，以及喀布尔周围地区的干季降水量呈显著增加趋势。东南平原区和东北局部山区的干季，以及东北和西南局部山区的湿季呈现显著的干旱化态势，需要加强防灾减灾的意识并采取相应措施，以规避干旱增多带来的不利影响。

关 键 词： 气温；降水；蒸散发；干旱；时空变化；印度河流域

文章编号：

2006—2015年，全球地表平均温度较1850—1900年升高了0.87 ℃（0.75 ～ 0.99 ℃），2017年升高1 ℃[1]。全球变暖背景下，极端天气气候事件越来越频繁，干旱强度、频率和持续时间不断增加，对水资源、生态系统和社会经济产生严重的负面影响[2-4]。气候变化及干旱演变特征的研究，可以为灾害风险管理、减轻干旱对社会经济可能造成的影响和制定适应干旱灾害的战略提供科学依据。

南亚印度河流域是世界上面积最大的流域之一，中下游遍布着世界最大的灌溉网络，是农业经济为主导的国际河流，大约2.15×10^{8}人口的生计直接或间接地依赖于农业和其他与流域水资源相关职业[5-6]。流域大部属于干旱、半干旱气候，降水稀少且变率大，生态环境脆弱，对全球气候变化十分敏感[7-9]。频繁发生的干旱，对区域农业生产造成了严重的影响，甚至威胁到粮食安全[10-13]。另外，由于气候变化带来的水资源不稳定性，使位于干旱半干旱区的这类国际性河流面临着跨境水资源安全及纠纷问题[14-15]。已有研究对印度河流域分区的气温、降水、干旱等的演变进行了分析，发现1967—2005年印度河流域上游以及1971—2010年中、下游气温呈上升趋势，降水却没有任何显著的变化趋势[16-17]；1960—2013年和1980—2016年印度河流域巴基斯坦境内变暖趋势明显，尤以南部地区升温速率最快[18-19]；1980—2016年巴基斯坦北部和中部降水量呈增加趋势，且在北部高海拔山区变率较

① 收稿日期：2019－05－02； 修订日期：2019－08－28
基金项目：科技部基础资源调查专项（2018FY100501）；国家自然科学基金委和巴基斯坦科学基金会合作项目（41661144027）；国家自然科学基金（41671211）资助
作者简介：赵建婷（1993－），女，硕士研究生，研究方向为气候变化影响评估. E-mail：zjtnuist_2017@163.com
通讯作者：姜彤，男，研究员，研究方向为气候变化风险管理. E-mail：jiangtong@cma.gov.cn

大,南面和西南部分平原区却呈减少趋势[20]。1961—2007年印度河流域西部和南部频繁遭受中度及以上的干旱,尤其在1998—2002年经历了历史上最严重的干旱,导致巴基斯坦南及西南省份遭受严重饥荒[21-22];1986—2005年印度河流域每年干旱影响面积约260.40×10^8 km,影响人口4.32×10^7人[23]。此外,1982年、1987年、1996年、2000年、2002年和2009年印度极端干旱累积影响人口超过7.51×10^8[13]。上述研究多采用巴基斯坦境内测站资料,以印度河流域局部区域为研究单元,未关注流域内其他区域的气候变化特征。对干旱研究主要基于降水,未考虑气温、蒸发等要素的影响,且研究时段以年尺度为主,对季节性干旱的研究尚有不足。

本研究收集整理了印度河流域及周围地区地面观测资料,结合CRU气温和GPCC降水再分析资料,构建了覆盖整个印度河流域的0.5°×0.5°分辨率数据集。采用标准化降水蒸散指数(*SPEI*)[24],探讨了印度河流域气候变化和干旱演变特征,以期为印度河流域应对气候变化和抗旱减灾等措施的制定提供科学依据,为国际河流水资源管理提供重要借鉴。

1 研究区概况和方法

1.1 研究区概况

印度河流域位于南亚,介于22°~38°N和65°~87°E之间,面积约为110×10^4 km^2,由阿富汗(7%)、中国(11%)、印度(27%)和巴基斯坦(55%)4个国家共同拥有[6,17]。干流印度河(全长3 180 km)发源于中国青藏高原,流经巴基斯坦,注入阿拉伯海;喀布尔河起源于阿富汗,流经喀布尔市进入巴基斯坦境内并汇入印度河,是印度河右侧的主要支流;而杰赫勒姆河、奇纳布河、拉维河和萨图鲁伊河为向西流入流域的主要河流[8,16]。流域地形起伏差异明显,北部以山地为主,多数地区海拔在7 000 m以上,最高点达到8 569 m;南部和阿拉伯海沿岸地区为平坦的农业平原,海拔最低点为−44 m[6,25](图1)。

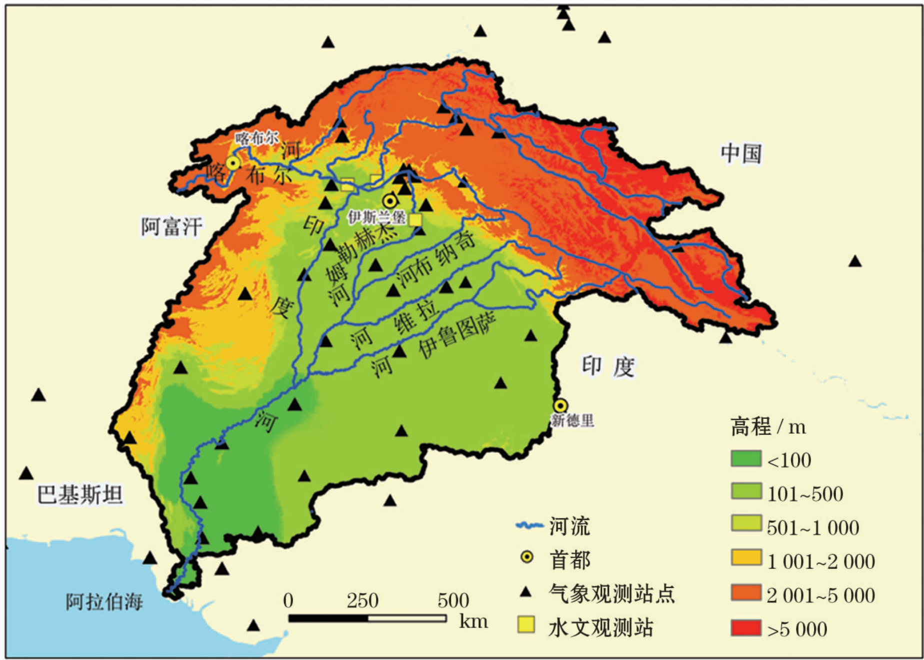


图1 印度河流域气象和水文站空间分布示意图

Fig. 1 Location of hydrological and meteorological stations in the Indus River Basin

1.2 资料

1.2.1 气象观测资料 收集整理了印度河流域及周边区域167个地面气象站观测资料,包括巴基斯坦气象局提供的50个地面观测站逐日气温和降水,其中45个站点资料时段为1961—2013年,5个站点资料起始时间略偏晚(分别为1963年,1968年,1971年,1974年,1975年);110个国际交换站1951—2014年逐日气温,其中80个位于印度,23个位于阿富汗,7个位于塔吉克斯坦;7个中国气象局1951—2017年逐日气温和降水。

考虑到记录的完整性和可比性,当测站缺失年份超过5%,该站未参加计算;当年内缺失超过5%,该年资料未参加计算[26]。经过严格的气候界限值检查和气候极值检查[27],研究保留了38个巴基斯坦气象站,1个塔吉克斯坦和8个印度国际交换站,以及7个中国气象观测站,共54个测站的观测资料(图1)。由于53%的观测站资料在1960s和1970s缺失天数占总缺失天数的比例超过80%,而1980年后记录比较完整,文中分析了1980年以来的印度河流域气候变化特征。流域降水受到季风系统的控制,具有明显的干湿季节,5~10月为湿季,11月~次年4月为干季。

1.2.2 水文观测资料 径流数据来源于巴基斯坦水电开发局(Water and Power Development Authority,WAPDA),包括印度河流域上游Nowshehra、Tarbela和Mangla 3个水文站1980—2009年逐日流量。Nowshehra水文站是喀布尔河水文站,控制流域面积约88 676 km^2,流域内冰川覆盖面积约2%[25,28];塔贝拉流域Tarbela水文站控制流域面积约2×10^5 km^2,其中约12%的流域面积被冰川覆盖[29];Mangla是东部支流杰赫勒姆河水文站,流域面积约为34 037 km^2[30]。印度河流域水文站空间分布见图1所示。

1.2.3 再分析资料 英国东英吉利大学气候研究中心(Climatic Research Unit,CRU)的气温和美国全球降水气候中心(Global Precipitation Climatology Centre,GPCC)的降水资料是当前应用最广泛的两套全球格点化陆面资料[31-32]。2016年发布的CRU TS v4.01(CRU Time Series Version 4.01)气温资料,数据长度为1901—2016年,空间分辨率为0.5°×0.5°;2018年发布的GPCC FDP v8(Full Data Reanalysis Version 8)降水资料,时间尺度为1891—2016年,空间分辨率为0.5°×0.5°。本文选取1980—2016年的CRU逐月气温和GPCC逐月降水以辅助观测资料的格网化。

1.3 方法

1.3.1 潜在蒸散发计算 潜在蒸散发是指水分供给不受限时,下垫面可能达到的最大蒸发量[33]。文中选择计算方案最为方便、数据需求最少的Thornthwaite方法[34],分析了潜在蒸散发演变及干旱时空分布。其计算公式如下:

$$PET_i=\begin{cases}0 & T_i\leqslant 1\ ℃\\ 1.6d[\frac{10T_i}{I}]^a\times 10 & 1℃<T_i\leqslant 26.5\ ℃\\ a_1+a_2T_i+a_3T_i^2 & T_i>26.5\ ℃\end{cases}\qquad(1)$$

式中:d为每月的天数除以30;$a_1=-415.8547$;$a_2=32.2441$;$a_3=0.4325$;T_i为月平均温度;$a=0.49239+1.792(10)^{-2}I-7.71(10)^{-5}I^2+6.75(10)^{-7}I^3$,$I=\sum_1^{12}i$为月总加热指数,$i=[T_i/5]^{1.514}$为月平均加热指数;$T_i$为第$i$个月的月平均温度。

1.3.2 干旱指数 常用的干旱指数有帕尔默干旱指数(Palmer Drought Severity Index,*PDSI*)[35]、标准化降水指数(Standardized Precipitation Index,*SPI*)[36]、标准化降水蒸散指数(Standardized Precipitation Evapotranspiration Index,*SPEI*)[24,37]和标准化径流指数(Standardized Discharge Index,*SDI*)[38]等。其中,*SPEI*综合考虑气温、降水和蒸散发对干旱的影响,适用于不同时间尺度旱情监测和评估[39-40]。*SDI*利用观测流量,用Γ分布描述径流量的变化并经正态标准化求得,能客观反映径流干枯变化[38]。

*SPEI*的计算,首先分析逐月降水量与蒸散量的差值,并采用三参数的log-logistic概率分布对差值序列进行正态化,再对累积概率密度进行标准化:

$$D_i=P_i-PET_i\qquad(2)$$

$$F(x)=\left[1+\left(\frac{\alpha}{x-\gamma}\right)\beta\right]^{-1}\qquad(3)$$

$$SPEI=w-\frac{c_0+c_1w+c_2w^2}{1+d_1w+d_2w_2+d_3w_3}$$

$$\left(w=\sqrt{-2\ln(p)},\ p\leqslant 0.5\right)\qquad(4)$$

$$SPEI=\frac{c_0+c_1w+c_2w^2}{1+d_1w+d_2w_2+d_3w_3}-w$$

$$\left(w=\sqrt{-2\ln(1-p)},\ p>0.5\right)\qquad(5)$$

式中:P_i为降水量,PET_i为蒸散量;x表示自变量D_i值,α为尺度参数,β为形状参数,γ为位置参数;p为累积概率,常数项$c_0=2.515517$,$c_1=0.802853$,$c_2=0.010328$,$d_1=1.432788$,$d_2=0.189269$,$d_3=0.001308$[24]。

*SDI*计算与*SPI*相同[38,41]:

$$SDI=S\frac{t-(c_2t+c_1)t+c_0}{[(d_3t+d_2)t+d_1]t+1}\qquad(6)$$

$$t=\sqrt{\ln\frac{1}{G(x)^2}}\qquad(7)$$

$$G(x)=\frac{1}{\beta\gamma\Gamma(\gamma)_0}\int_0^x x^{\gamma-1}e^{\frac{x}{\beta}}\mathrm{d}x,(x>0)\qquad(8)$$

式中:S 为概率密度正负系数;x 为径流样本值;$G(x)$为与 Γ 函数相关的径流分布概率;当 $G(x)>0.5$ 时为正,$G(x)\leq 0.5$ 时为负。

本研究选择 6 个月尺度 *SPEI* (*SPEI_6*)表征干旱,并采用 6 个月尺度 *SDI* (*SDI_6*)进行比较分析。以 *SPEI* < -1 的格点占总格点数的百分比来评价干旱影响面积的大小及其严重程度。*SPEI* 和 *SDI* 的干旱等级划分见表 1 所示[38,42]。

表 1 *SPEI* 和 *SDI* 指数干旱等级划分

Tab. 1 *SPEI*- and *SDI*- based drought classifications

SPEI/SDI	< -2.0	[-2.0, -1.5)	[-1.5, -1.0)	[-1.0,1.0)	[1.0,1.5)	[1.5,2.0)	>2.0
旱涝等级	极端干旱	重度干旱	中度干旱	正常	中度涝	重度涝	极端涝

1.3.3 数据格网化方法 以 CRU 多年平均月气温和 GPCC 多年平均月降水量作为月气温、降水的平均气候态,采用反距离加权方法(IDW)将平均气候态插值到地面观测站,获取与地面观测值的距平。其中,气温距平为气候场与观测值的差值,降水距平为气候场与观测值的比值[43]。将此距平采用 IDW 方法,插值并叠加到气候态格点(气温相加,降水相乘),获得 0.5°×0.5°分辨率的格网数据集,以拟补地面观测数据的空间不均匀性。

2 结果与分析

2.1 气温时空演变

1980—2016 年印度河流域年平均气温以 0.3 ℃·(10 a)$^{-1}$的速率呈显著上升趋势,达到 99% 信度水平。其中,2016 年达到最高为 19.5 ℃,1983 年最低为 17.5 ℃(图 2a)。从气温距平的 9 a 滑动平均看,1996 年后气温距平由负转为正,21 世纪初升温幅度急剧增大,2000 年后,气温距平基本上都在 0.24 ℃ 以上,2003 年达到最大距平 0.43 ℃(图 2b)。空间上,除西北局部山区,其他 86.6% 的面积升温趋势显著,通过 95% 信度检验。升温幅度在流域南部平原和东北山区较高,为 0.48 ~ 0.59 ℃·(10 a)$^{-1}$,西部相对较低,0.04 ~ 0.15 ℃·(10 a)$^{-1}$(图 5a)。

干湿季平均气温上升趋势同样显著,但增速略有差异。干季升温速率达 0.36 ℃·(10 a)$^{-1}$,气温距平 1998 年后由负转为正,2000s 中期气温增加最为剧烈,自 2000s 后期以来升温速率略有减缓;湿季增速 0.25 ℃·(10 a)$^{-1}$,1997 年后距平由负转为正,2000s前期升温幅度急剧增大,2000s中期到后

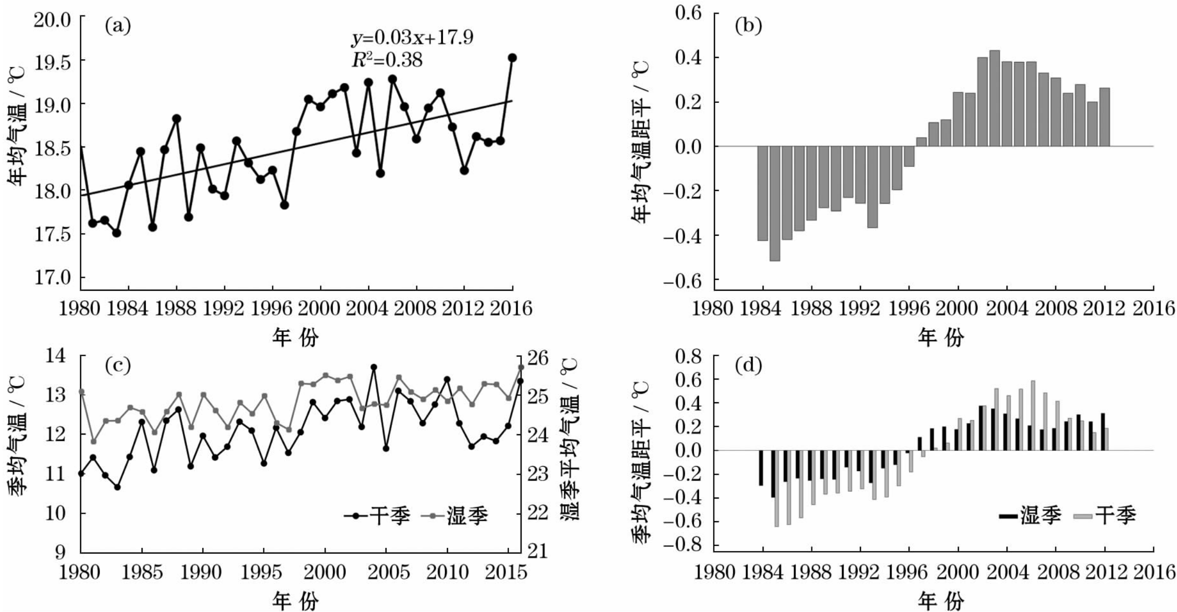


图 2 1980—2016 年印度河流域年、季平均气温及其距平的 9 a 滑动平均

Fig. 2 Variation of annual and seasonal temperature and 9 year moving average of temperature anomalies in the Indus River Basin during 1980 - 2016

期略有缓减,自 2010 年以来增幅又有所增加(图 2c ~2d)。流域大部地区干湿季气温上升趋势显著。其中,干季升温幅度在东北山区及东南平原区相对较高,西部山区相对较低;湿季东北山区最大,西北山区、西部区域最小(图略)。

2.2 降水时空演变

1980—2016 年,印度河流域年降水量呈少雨—多雨—少雨—多雨年代际振荡,1995 年达到最大值为 784.2 mm,2002 年最小值为 271.9 mm(图 3a ~ 3b)。从空间变化看,除流域北部、东北局部山区,其他区域降水量均呈增加趋势,在新德里延伸至喀布尔的东南西北向带状区域(占流域 32.6%)增加趋势为显著(95% 信度水平),增幅超过 60 mm·(10 a)$^{-1}$(图 5b)。

就季节而言,干季 1980s 中期和 1990s 末期—2000s 中期表现为少雨,1980s 后期—1990s 中期和自 2000s 后期以来呈多雨,多雨期和少雨期最大距平超过 20 mm;湿季在 1980s 中后期和 2000s 表现为少雨,1990s 和 2010—2016 年表现为多雨,多雨期和少雨期最大距平超过 40 mm (图 3c ~3d)。空间上,西北喀布尔局部山区干季,东南新德里延伸至西北喀布尔的带状区域湿季降水量增加显著(95% 信度);北、东北和西部局部山区干湿季降水量,以及中部干季降水量则有不明显的减少趋势(图略)。

2.3 潜在蒸发量时空演变

伴随着显著变暖,印度河流域年潜在蒸散发呈显著增加趋势(99% 信度),增速 17.9 mm·(10 a)$^{-1}$,2010 年达到最高 1 148.5 mm,1983 年最低为 1 039.9 mm(图 4a)。从潜在蒸发距平的 9 a 滑动平均看,1997 年后潜在蒸发量的距平由负转为正,21 世纪初增速急剧加大(图 4b)。空间上,与气温变化趋势相似,除西北局部山区,流域 85.7 % 的地区增加趋势显著(95% 信度),增速最大的地区为东南平原区域,为 31.5 ~39.0 mm·(10 a)$^{-1}$;西部山区增幅相对较小,为 0.5 ~8.2 mm·(10 a)$^{-1}$(图 5c)。

干湿季潜在蒸发量分别以 9.1 mm·(10 a)$^{-1}$ 和 8.9 mm·(10 a)$^{-1}$的速率呈增加趋势,达到99% 的信度水平。干季潜在蒸发量距平 1998 年后由负转为正,2000s 中期增加最为剧烈,2000s 后期以来增速略有减缓;湿季 1997 年后距平由负转为正,2000s 前期升幅最大,2000s 中期到后期略有缓减,自 2010 年以来增幅有所增加(图 4c ~4d)。干季潜在蒸发增加趋势在流域大部区域均显著(95% 信度),增加幅度干季在中部和东南平原区,湿季在中部、东部平原及东北局部山区最大(图略)。

2.4 干旱时空演变

2.4.1 *SPEI* 与 *SDI* 比较 为验证 *SPEI* 对印度河流域干旱程度的描述能力,基于流域上游的喀布尔子流域、塔贝拉子流域和杰赫勒姆子流域的 3 个水文站 1980—2009 年逐日流量计算获得 *SDI*_6,并与相应子流域的*SPEI*_6进行了比较。由图 6 可见,2

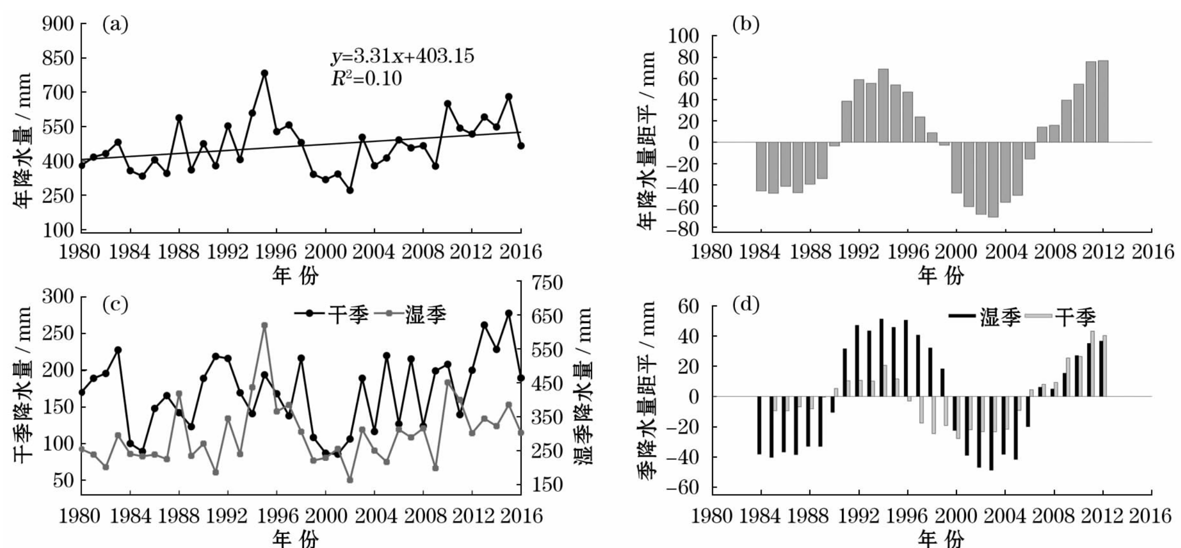


图 3 1980—2016 年印度河流域年、季降水量及其距平的 9 a 滑动平均

Fig. 3 Variation of annual and seasonal precipitation and 9-year moving average of precipitation anomalies in the Indus River Basin during 1980 – 2016

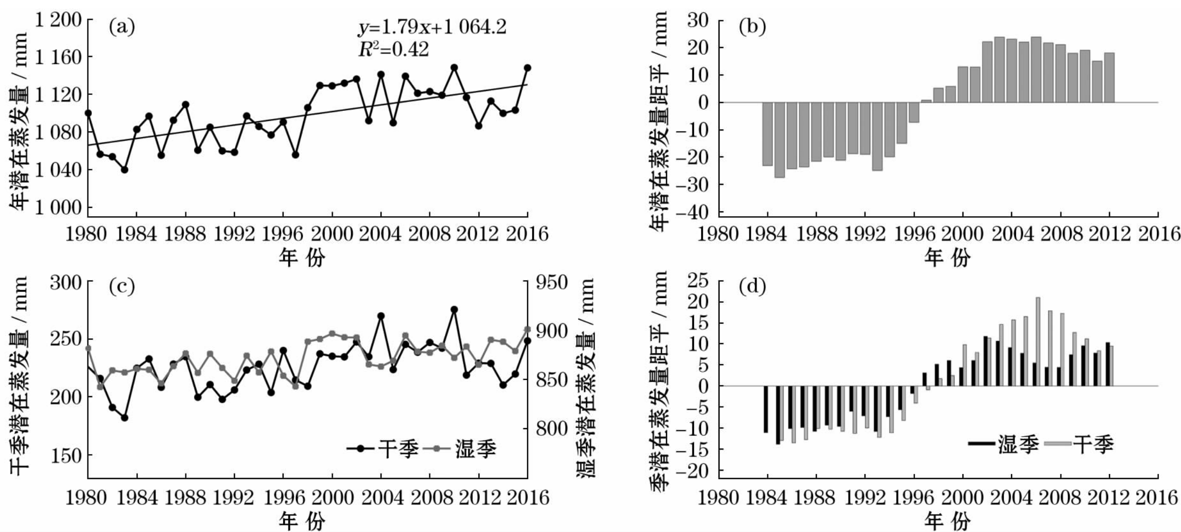
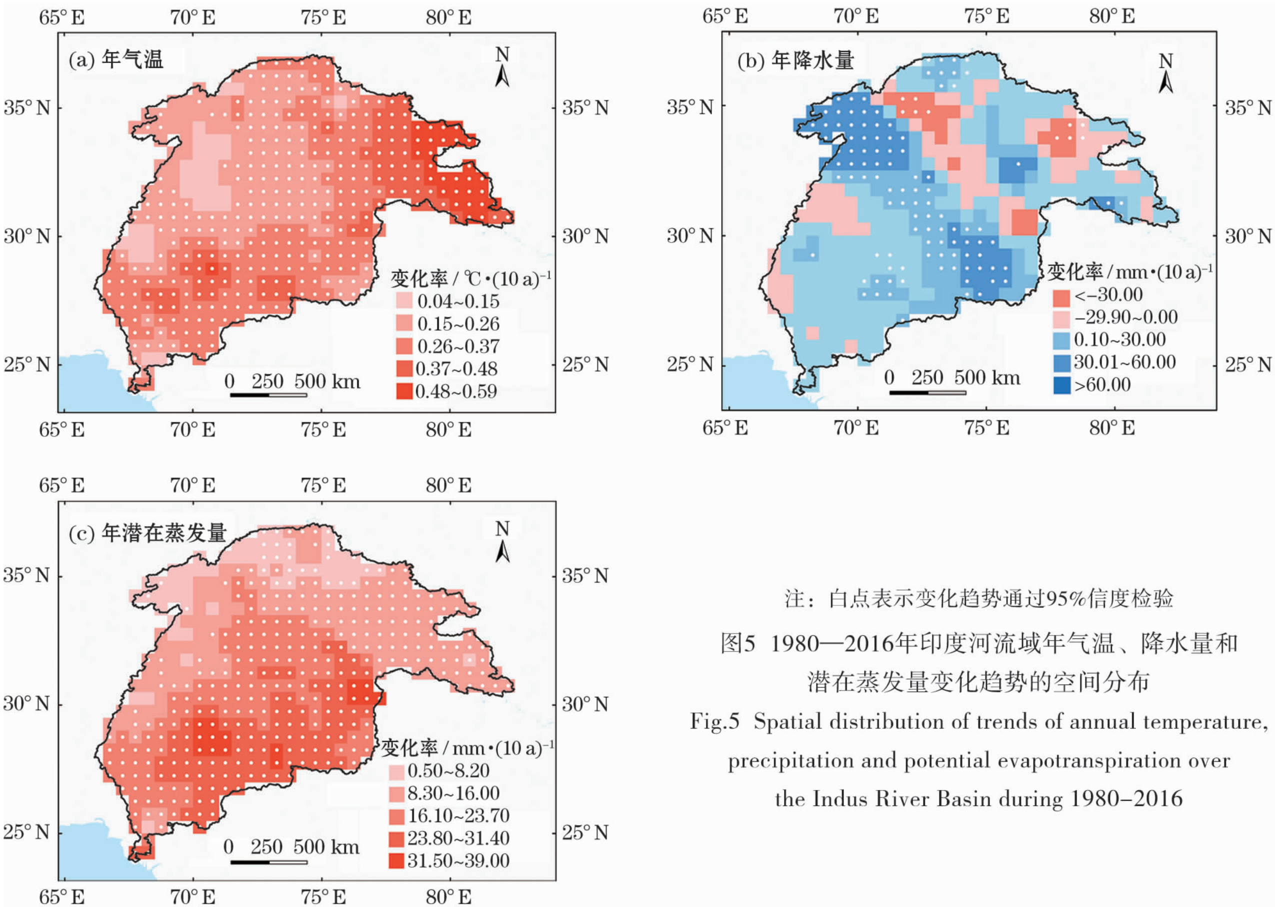


图4　1980—2016 年印度河流域年、季潜在蒸发量及其距平的 9 a 滑动平均

Fig. 4　Variation of annual and seasonal potential evapotranspiration and 9-year moving average of potential evapotranspiration anomalies in the Indus River Basin during 1980－2016



注：白点表示变化趋势通过95%信度检验

图5　1980—2016年印度河流域年气温、降水量和潜在蒸发量变化趋势的空间分布

Fig.5　Spatial distribution of trends of annual temperature, precipitation and potential evapotranspiration over the Indus River Basin during 1980–2016

种指数能较一致地反映喀布尔流域、塔贝拉流域和杰赫勒姆流域干湿季干旱演变特征。其中，喀布尔流域干季、塔贝拉流域干季和杰赫勒姆流域干湿季的相关性较好，两种指数的相关系数达 0.82、0.58、0.87 和 0.42(99% 信度)，喀布尔流域湿季相关系数为 0.38(95% 信度)，塔贝拉流域湿季相关性略低。

从 *SPEI_6* 逐年变化情况看，干季，1999—2001 年 3 个子流域都出现连年中度及以上干旱，1984 和 1985 年塔贝拉流域和杰赫勒姆流域也有中度干旱

发生。湿季，1999—2001 年喀布尔流域发生连年中度及以上干旱、2001 年塔贝拉流域发生极端干旱、2000 年杰赫勒姆流域发生中度干旱，与 *SDI* 指数反映的干旱年份和等级有着较好的对应状态。仅个别年份的湿季，*SPEI_6* 反映比 *SDI_6* 严重的干旱程度（图 6）。

2.4.2 干旱时空变化 根据 *SPEI_6*，1980—2016 年印度河流域干季干旱频率较高，37 a 里共有 9 a 发生了中度及以上的干旱；但从干旱等级看，湿季更容易发生较强干旱，共有 4 次重度干旱，1 次极端干旱。干季，干旱主要集中在 1980s 中期和 1990s 后期至 2000s。其中，后段干旱频率多且等级较高，1999—2008 年间，共有 7 a 达到中度及以上等级干旱，2000 年、2001 年和 2004 年达到重度干旱（图 7a）。湿季，1980s—2000s，干旱频率不断增加，等级不断加重。1990s 后期—2000s 发生史上最严重的连年干旱，1999 年、2001 年达到重度干旱，2002 年达到极端干旱；另外，2009 年也发生了极端干旱（图 7b）。

就干旱面积而言，干季，1980s 中期和 1990s 后

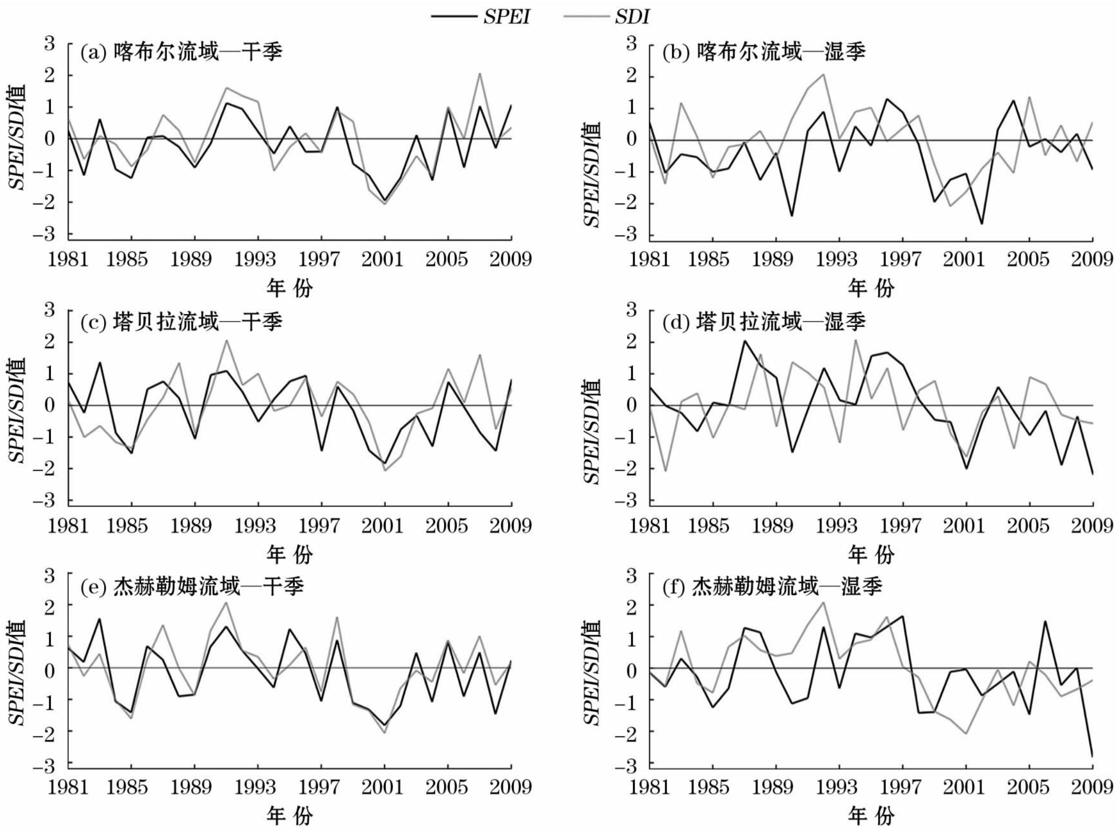


图 6 1981—2009 年印度河上游喀布尔流域，塔贝拉流域和杰赫勒姆流域干季、湿季 *SPEI_6* 和 *SDI_6* 变化

Fig. 6 Comparison of dry and wet seasonal *SPEI_6* and *SDI_6* for the Kabul River Basin, Tarbela River Basin and Jhelum River Basin in the Upper Indus River Basin during 1981 – 2009

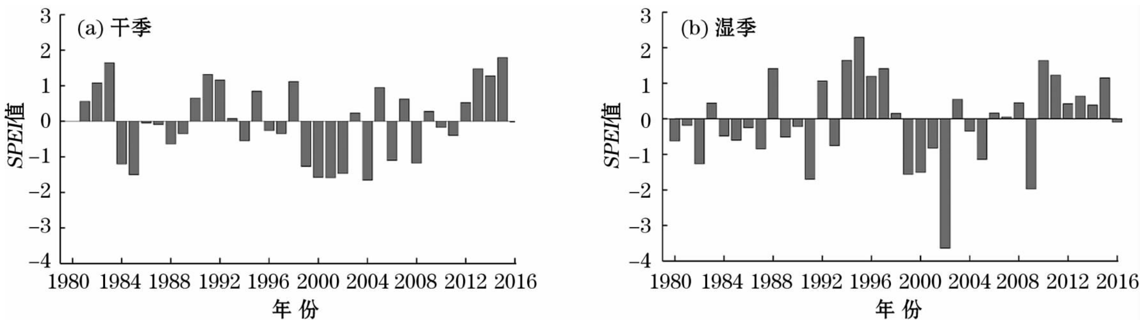


图 7 1980—2016 年印度河流域干季、湿季 *SPEI* 指数时间变化

Fig. 7 Variation of dry and wet seasonal *SPEI* in the Indus River Basin during 1980 – 2016

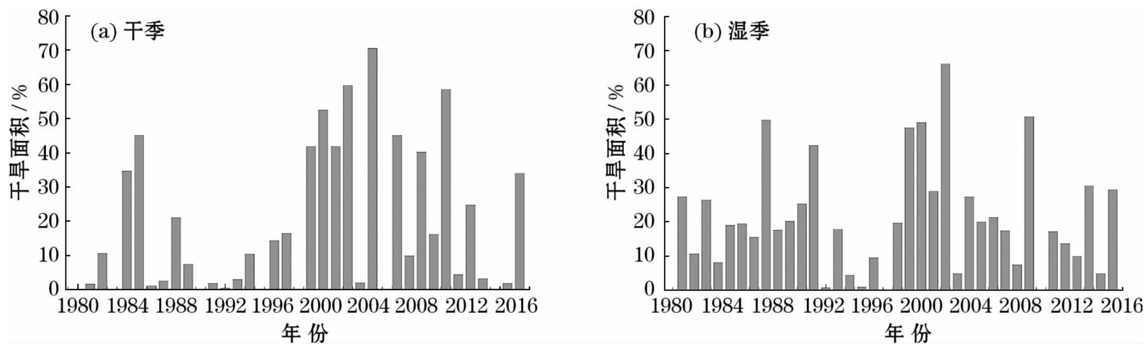
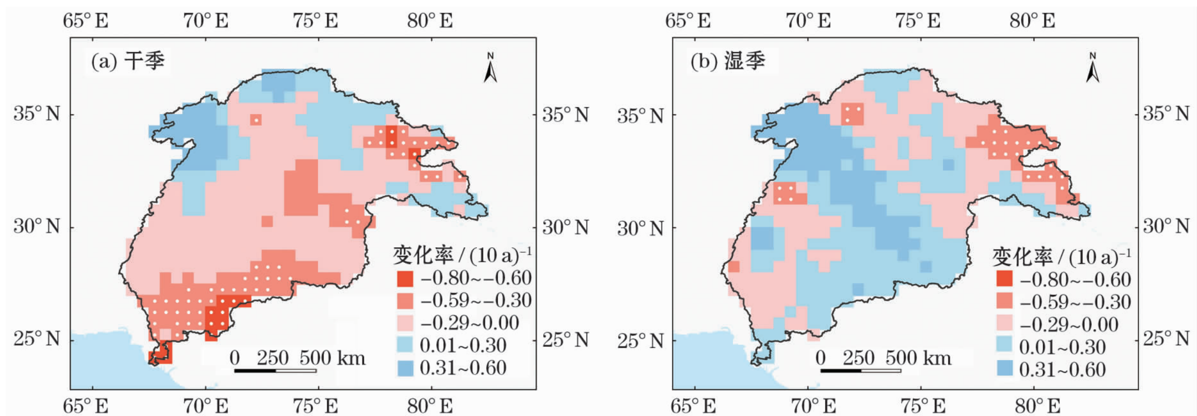


图 8　1980—2016 年印度河流域干季、湿季干旱面积变化

Fig. 8　Variation of percentage of drought stricken areas over the Indus River Basin for wet and dry seasons during 1980 – 2016



注：白点表示趋势通过 95% 信息检验

图 9　1980—2016 年印度河流域干季、湿季 *SPEI* 变化趋势空间分布

Fig. 9　Spatial distribution trends of *SPEI* in the Indus River Basin for dry and wet seasons during 1980 – 2016

期—2000s 影响面积较大；1980s 前期和 1980s 后期—1990s 中期相对较小；湿季，1980s 及 2000s 以来频繁发生影响面积较大的干旱，而小面积的干旱多集中发生于 1990s（图 8）。干季，中度和重度干旱均呈上升趋势，增长率分别达 1.56 %·(10 a)$^{-1}$ 和 0.12 %·(10 a)$^{-1}$；湿季，2 种等级干旱影响面积都有减少趋势，减少率分别为 –0.31 %·(10 a)$^{-1}$ 和 –0.15 %·(10 a)$^{-1}$。

干旱强度，干季除西北局部山区有微弱的减弱趋势外，流域 73.8% 的面积上表现出不同程度的加剧趋势。其中，流域东南平原区及东北局部山区约 20.4% 的面积增加趋势显著(95% 信度)(图 9a)；相反，湿季流域大部区域干旱强度则呈减弱态势，仅东北和西南小范围山区呈加剧态势(图 9b)。

3　结 论

全球气候变化是当今各国政府所关注的焦点问题。干旱作为最频繁发生的自然灾害之一，对社会、经济和环境产生的影响重大。随着全球气温持续升高，印度河流域气候及干旱特征也发生相应的变化。本文基于 54 个印度河流域及周边区域地面气象站的气温和降水观测资料，结合 CRU 气温和 GPCC 降水全球格点化陆面再分析资料，构建了一套 0.5°×0.5°分辨率逐月格点数据集。采用 Thornthwaite 方法计算了潜在蒸散发量，基于标准化降水蒸散指数(*SPEI*)，对印度河流域气候变化及干旱演变特征展开研究。结论如下：

(1) 1980—2016 年，印度河流域年平均气温以 0.30 ℃·(10 a)$^{-1}$ 的速率呈显著上升趋势，21 世纪初升温幅度急剧增大；干季(11 月 ~ 次年 4 月)升温速率较快，达 0.36 ℃·(10 a)$^{-1}$，湿季(5 ~ 10 月)增速 0.25 ℃·(10 a)$^{-1}$。除西北局部区域，其他区域的年和季气温上升趋势显著(95% 的信度水平)，其中，南部平原和东北山区升温幅度较高，西北局部山区相对较小。年降水呈少雨—多雨—少雨—多雨年代际振荡。东南新德里至西北喀布尔流域的带状

区域的年和湿季降水量,以及喀布尔周围区域干季降水量呈显著增加趋势,其他区域没有明显的变化特征。伴随持续升温,潜在蒸发量呈明显增加趋势;空间格局与气温一致,变率在南部平原较大,西北局部山区较小。

(2) 印度河流域干季干旱频率较高,但湿季干旱强度大。干季 1980s 中期和 1990s 后期—2000s 少雨期干旱频率最高,且干旱影响面积较大。湿季自 1980s—2000s,干旱频率不断增加,且强度不断加重,1990s 后期—2000s 少雨时期,发生连年重度及以上干旱,干旱影响面积最大;干季干旱影响面积呈现出增加趋势,湿季则有减少趋势。

(3) 气候变暖、潜在蒸发量显著增加背景下,印度河流域干湿季干旱强度变化的空间差异较大。干季,除西北局部山区干旱强度有减弱趋势外,其他区域呈现不同程度的加剧趋势,以东南平原区及东北局部山区趋势显著;湿季大部区域干旱趋于减弱,但东北和西南局部山区呈加剧态势。

4 讨 论

本研究基于印度河流域及周围地面气象站资料和全球再分析数据,构建一套 1980—2016 年 0.5°×0.5°分辨率的格点数据集。根据本研究所构建的气温序列,印度河流域年平均气温在南部平原区超过 25 ℃,北部高山区在 5 ℃以下,与 CRU 气温产品的差别基本控制在 5 ℃,两者空间相关系数达到 0.99;而在高海拔和复杂地形过渡区域,较 CRU 数据偏高 3 ℃以上。根据本研究所构建的降水序列,印度河流域年降水在北部山区超过 1 300 mm,而南部平原、沙漠区却不到 200 mm,与 GPCC 产品在流域大部区域差异基本控制在 5%,两者空间相关系数为 0.98;而在东北部山区和东部局部地区差异明显,其中东部局部地区较 GPCC 偏大,东北局部山区则偏小。

本研究通过巴基斯坦气象局及中国气象局平台,收集了印度河流域较为丰富的台站实测资料。经过严格的气候界限值检查和气候极值检查后,保留 20 个位于流域北部高海拔、复杂地形过渡区的观测站(图 1)。相比再分析资料,本研究所构建数据库在印度河流域观测网稀少或数据记录不完整的北部区域的数据质量,得到了一定的提升。

基于格网化的数据集,本研究通过趋势分析方法,揭示了整个流域气候变化的时空差异性,与前人利用离散分布的测站资料得出的气温降水时空分布规律基本一致[16-17,44]。由于流域一半以上面积位于巴基斯坦境内,而且巴基斯坦大部分地区位于印度河流域,已有研究多数基于巴基斯坦境内气象观测资料分析印度河流域气候变化,忽略流域其他区域的气候变化特征。如,KHAN 等[18]与 ULLAH 等[20]发现,印度河流域巴基斯坦境内 1960—2013 年平均气温升温速率约为 0.17 ~ 0.33 ℃ · $(10\ a)^{-1}$,1980—2016 年降水量变率 −10.9 ~ 12.8 mm · $(10\ a)^{-1}$[18,20],气温降水变率均略低于本文结果。本研究发现已有研究中被忽略的东北高海拔山区升温幅度较大,西部喀布尔和东部新德里降水增幅较大,这在目前印度河流域气温降水研究结论中未曾提及。

印度河流域干旱年代际波动与降水量有着良好的对应关系。升温背景下,虽然年和季降水量在流域大部区域都有增加趋势,但是南部平原地区(干季)潜在蒸散量增加趋势更加显著,从而导致流域南部平原区表现出不同程度的干旱加剧的趋势,与 WEN 等[23]的结论相同。论文所采用的标准化降水蒸散指数(*SPEI*)客观描述了历年印度河流域干旱,且结果与标准化径流指数(*SDI*)描述的有关干旱有着较好的对应状态。但个别年份,*SPEI_6* 显示干旱但 *SDI_6* 却反映出正常,说明 Tronthwaite 方法获得潜在蒸发量对干旱略有高估。后续需深入不同的潜在蒸散量理论在印度河流域干旱检测的比较研究。

参考文献(References)

[1] Special report on global warming of 1.5℃ [R]. Incheon, South Korea: Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2018.

[2] DAI A. Increasing drought under global warming in observations and models [J]. Nature Climate Change, 2013, 3(1): 52.

[3] TRENBERTH K E, DAI A, VAN DER SCHRIER G, et al. Global warming and changes in drought [J]. Nature Climate Change, 2014, 4(1): 17.

[4] SU B, HUANG J, FISCHER T, et al. Drought losses in China might double between the 1.5℃ and 2.0℃ warming[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences, 2018, 115 (42): 10600 - 10605.

[5] UNEP [United Nations Environment Programme]. UNEP sourcebook integrating adaptation to climate change into UNEP programming [M]. Nairobi, Kenya: UNEP, 2008.

[6] SU B, HUANG J, GEMMER M, et al. Statistical downscaling of CMIP5 multi-model ensemble for projected changes of climate in the Indus River Basin [J]. Atmospheric Research, 2016, 178:

138 – 149.

[7] JIANG T, FISCHER T, LU X. Larger Asian rivers: Climate, hydrology and ecosystems[J]. Quaternary International, 2011, 244: 127 – 129.

[8] HUANG J, WANG Y, FISCHER T, et al. Simulation and projection of climatic changes in the Indus River Basin, using the regional climate model COSMO-CLM[J]. International Journal of Climatology, 2017, 37(5): 2545 – 2562.

[9] BÖHNER J, LUCARINI V. Prevailing climatic trends and runoff response from Hindukush-Karakoram-Himalaya, upper Indus Basin[J]. Earth System Dynamics, 2017, 8: 337 – 355.

[10] IMMERZEEL W W, VAN BEEK L P H, BIERKENS M F P. Climate change will affect the Asian water towers[J]. Science, 2010, 328(5984): 1382 – 1385.

[11] TELESCA L, VICENTE-SERRANO S M, LÓPEZ-MORENO J I. Power spectral characteristics of drought indices in the Ebro River Basin at different temporal scales[J]. Stochastic Environmental Research and Risk Assessment, 2013, 27(5): 1155 – 1170.

[12] MIYAN M A. Droughts in Asian least developed countries: Vulnerability and sustainability[J]. Weather and Climate Extremes, 2015, 7: 8 – 23.

[13] PARIDA B R, OINAM B. Unprecedented drought in north east India compared to western India[J]. Current Science, 2015, 109, 2121 – 2126.

[14] 陈亚宁，杨青，罗毅，等. 西北干旱区水资源问题研究思考[J]. 干旱区地理，2012，35(1)：1 – 9. [CHEN Yaning, YANG Qing, LUO Yi, et al. Ponder on the issues of water resources in the arid region of northwest China[J]. Arid Land Geography, 2012, 35(1): 1 – 9.]

[15] 姚海娇，周宏飞. 中亚五国咸海流域水资源策略的博弈分析[J]. 干旱区地理，2013，36(4)：764 – 771. [YAO Haijiao, ZHOU Hongfei. Game analysis of water resources strategy among the Central Asia countries around the Aral Sea Basin[J]. Arid Land Geography, 2013, 36(4): 764 – 771]

[16] KHATTAK S, BABEL M S, SHARIF M. Hydro-meteorological trends in the upper Indus River Basin in Pakistan[J]. Climate Research, 2011, 46(2): 103 – 119.

[17] AHMAD W, FATIMA A, AWAN U K, et al. Analysis of long term meteorological trends in the middle and lower Indus Basin of Pakistan: A non-parametric statistical approach[J]. Global and Planetary Change, 2014, 122: 282 – 291.

[18] KHAN N, SHAHID S, BIN ISMAIL T, et al. Spatial distribution of unidirectional trends in temperature and temperature extremes in Pakistan[J]. Theoretical and Applied Climatology, 2018: 1 – 15.

[19] ULLAH S, YOU Q, ALI A, et al. Observed changes in maximum and minimum temperatures over China-Pakistan economic corridor during 1980 – 2016[J]. Atmospheric Research, 2019, 216: 37 – 51.

[20] ULLAH S, YOU Q, ULLAH W, et al. Observed changes in precipitation in China-Pakistan economic corridor during 1980 – 2016[J]. Atmospheric Research, 2018, 210: 1 – 14.

[21] ANJUM S A, SALEEM M F, CHEEMA M A, et al. An assessment to vulnerability, extent, characteristics and severity of drought hazard in Pakistan[J]. Pakistan Journal of Science, 2012, 64(2): 138.

[22] KHATRI-CHHETRI A, AGGARWAL P K. Assessment of large seed banks requirement for drought risk management in South Asia[J]. Sustainability, 2017, 9(11): 1901.

[23] WEN S, WANG A, TAO H, et al. Population exposed to drought under the 1.5 ℃ and 2.0 ℃ warming in the Indus River Basin[J]. Atmospheric Research, 2019, 218: 296 – 305.

[24] VICENTE-SERRANO S M, BEGUERIA S, LOPEZ-MORENO J I. A multiscalar drought index sensitive to global warming: The standardized precipitation evapotranspiration index[J]. Journal of Climate, 2010, 23(7): 1696 – 1718.

[25] HASSON S, LUCARINI V, KHAN M R, et al. Early 21st century snow cover state over the western river basins of the Indus River system[J]. Hydrology and Earth System Sciences, 2014, 18: 4077 – 4100.

[26] 杨金虎，江志红，王鹏祥，等. 中国年极端降水事件的时空分布特征[J]. 气候与环境研究，2008，13(1)：75 – 83. [YANG Jinhu, JIANG Zhihong, WANG Pengxian, et al. Temporal and spatial characteristic of extreme precipitation event in China[J]. Climatic and Environmental Research, 2008, 13(1): 75 – 83.]

[27] 任芝花，余予，邹凤玲，等. 部分地面要素历史基础气象资料质量检测[J]. 应用气象学报，2012，23(6)：739 – 747. [REN Zhihua, YU Yu, ZOU Fengling, et al. Quality detection of surface historical basic meteorological data[J]. Journal of Applied Meteorological Science, 2012, 23(6): 739 – 747.]

[28] PFEFFER W T, ARENDT A A, BLISS A, et al. The Randolph Glacier Inventory: A globally complete inventory of glaciers[J]. Journal of Glaciology, 2014, 60(221): 537 – 552.

[29] TAHIR A A, CHEVALLIER P, ARNAUD Y, et al. Snow cover trend and hydrological characteristics of the Astore River Basin (Western Himalayas) and its comparison to the Hunza Basin (Karakoram region)[J]. Science of the Total Environment, 2015, 505: 748 – 761.

[30] SHARIF M, ARCHER D R, FOWLER H J, et al. Trends in timing and magnitude of flow in the Upper Indus Basin[J]. Hydrology and Earth System Sciences, 2013, 17(4): 1503 – 1516.

[31] HARRIS I, JONES P D, OSBORN T J, et al. Updated high-resolution grids of monthly climatic observations-the CRUTS 3.10 Dataset[J]. International Journal of Climatology, 2014, 34(3): 623 – 642.

[32] SCHNEIDER U, BECKER A, FINGER P, et al. GPCC full data monthly product version 2018 at 0.5°: Monthly land-surface precipitation from rain-gauges built on GTS-based and historical data [J]. Deutscher Wetterdienst: Offenbach am Main, Germany, 2018.

[33] MILLY P C D, DUNNE K A. Potential evapotranspiration and continental drying[J]. Nature Climate Change, 2016, 6(10): 946.

[34] THORNTHWAITE C W. An approach toward a rational classification of climate[J]. Geographical Review, 1948, 38(1): 55 – 94.

[35] DAI A. Characteristics and trends in various forms of the Palmer Drought Severity Index during 1900 – 2008[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2011, 116(D12).

[36] ZHAI J, HUANG J, SU B, et al. Intensity-area-duration analysis of droughts in China 1960 – 2013[J]. Climate dynamics, 2017, 48(1 – 2): 151 – 168.

[37] HUANG J, ZHAI J, JIANG T, et al. Analysis of future drought characteristics in China using the regional climate model CCLM [J]. Climate Dynamics, 2018, 50(1 – 2): 507 – 525.

[38] FISCHER T,GEMMER M,SU B,et al. Hydrological long-term dry and wet periods in the Xijiang River Basin, south China[J]. Hydrology and Earth System Sciences,2013,17(1):135 – 148.

[39] TAO H, BORTH H, FRAEDRICH K, et al. Drought and wetness variability in the Tarim River Basin and connection to large scale atmospheric circulation[J]. International Journal of Climatology, 2014,34(8):2678 – 2684.

[40] BEGUERÌA S, VICENTE-SERRANO S M, REIG F, et al. Standardized precipitation evapotranspiration index (*SPEI*) revisited: Parameter fitting, evapotranspiration models, tools, datasets and drought monitoring[J]. International Journal of Climatology, 2014, 34(10):3001 – 3023.

[41] MCKEE T B, DOESKEN N J, KLEIST J. The relationship of drought frequency and duration to time scales[C]//Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology. Boston, MA: American Meteorological Society, 1993, 17(22):179 – 183.

[42] CHEN H, SUN J. Changes in drought characteristics over China using the standardized precipitation evapotranspiration index[J]. Journal of Climate, 2015, 28(13):5430 – 5447.

[43] DUETHMANN D, BOLCH T, FARINOTTI D, et al. Attribution of streamflow trends in snow and glacier melt-dominated catchments of the Tarim River, Central Asia[J]. Water Resources Research, 2015, 51(6):4727 – 4750.

[44] HARTMANN H, ANDRESKY L. Flooding in the Indus River basin: A spatiotemporal analysis of precipitation records[J]. Global and Planetary Change, 2013, 107(4):25 – 35.

Spatiotemporal distributions of temperature, precipitation, evapotranspiration, and drought in the Indus River Basin

ZHAO Jian-ting[1], WANG Yan-jun[1], SU Bu-da[1,2,3], TAO Hui[3], JIANG Tong[1,2]

(1 *Collaboration Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters/ Institute for Disaster Risk Management/ School of Geography Science, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing* 210044, *Jiangsu*, *China*; 2 *National Climate Center*, *Beijing* 100081, *China*; 3 *State Key Laboratory of Desert and Oasis Ecology*, *Xinjiang Institute of Ecology and Geography*, *Chinese Academy of Sciences*, *Urumqi* 830011, *Xinjiang*, *China*)

Abstract: Supported by temperature and precipitation observations from 54 ground-based stations in the Indus River Basin and surrounding areas, we used Climate Research Unit temperature and Global Precipitation Climatology Centre precipitation global land surface reanalysis datasets to construct a new gridded monthly dataset covering the entire Indus River Basin. This dataset achieved a spatial resolution of 0.5° × 0.5° for 1980 – 2016. We derived potential evapotranspiration values with the Thornthwaite model in order to further analyze the drought characteristics in the basin according to the Standard Precipitation Evapotranspiration Index. Our results revealed that the areal averaged annual mean temperatures increased significantly between 1980 and 2016, with a rate of 0.30 ℃ · (10 a)$^{-1}$. The most obvious increase occurred in the early 21st century. On a seasonal timescale, the observed increase was much faster in the dry season (November-April; 0.36 ℃ · (10 a)$^{-1}$) than it was in the wet season (May-October; 0.25 ℃ · (10 a)$^{-1}$). Unlike the monotonic increase observed for temperature, annual precipitation revealed a decadal oscillation. Driven by the persistent warming, annual and seasonal potential evapotranspiration rates have increased significantly. We also detected that drought frequency showed decadal fluctuations similar to those of precipitation patterns. Drought was more common in the dry season, but drought intensity is higher in the wet season. Meanwhile, the extent of drought-stricken areas experienced a weak increasing trend in the dry season, but a slight decrease in the wet season. Spatially, the 1980 – 2016 increases in seasonal and annual temperature and potential evapotranspiration were significant at a 95% confidence level throughout the Indus River Basin, except for a small fraction in the northwestern portion of the region. Warming was sharpest in the southern plain and the northeastern mountain regions, while potential evapotranspiration rose particularly quickly in the southern plain. Over the same period, annual and wet-season precipitation along the southeast-to-northwest belt from New Delhi to Kabul increased significantly, as did dry-season precipitation around Kabul. We detected a significant drying trend during the dry season for the southeastern plain and for some parts of the northeastern mountain region. When combined with the drying that we saw during the wet season for the northeastern and southwestern mountain regions, our results signal the importance of strengthening our preparation for climate-related disaster prevention. Effective countermeasures need to be identified and implemented in order to mitigate the adverse effects of continued drought intensification.

Key words: temperature, precipitation; evapotranspiration; drought; spatiotemporal variations; Indus River Basin